

中國熱帶土壤發生與分類的一些問題

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И КЛАССИФИКАЦИИ ТРОПИЧЕСКИХ ПОЧВ КИТАЯ

С. В. 佐 恩 李 慶 達

(С. В. Зонн) (Ч. К. Ли)

關於熱帶地區的土壤，雖然積累有廣泛的世界文獻資料，但無論是在其發生方面，或是其受植被演替及其他因素影響的演變方面，都還很不清楚。原因是因為各國學者都片面地偏重於研究土壤的化學和礦物學，旨在闡明熱帶各種自然地理條件下成土母質的風化過程和風化階段。

不可否認，上述研究具有它的重要性，但不能不指出，在這方面幾乎沒有注意到研究生物因素在成土過程中的作用，而生物因素與非生物因素之間的相互作用，決定着土壤的發育及其特具的物質與能量的轉化過程。

忽視生物因素的結果，使土壤形成過程的研究主要局限於研究風化過程和風化階段。這樣的研究方式是與道庫恰耶夫土壤學的基本原理不相符的，後者認為土壤是由各成土因素相互作用而形成的自然體，在各成土因素中生物因素起着主導作用。

熱帶土壤主要土類（紅壤，磚紅壤，黃壤和熱帶乾草原土）的劃分，一般是以母質的不同風化階段作為依據，而不是根據發育於母質上的土壤的特性。同時關於風化階段的概念也還是不明確的。風化階段的劃分主要是根據基岩的不同組成，而不是根據決定風化殼的組成、厚度及形成時間的因素的變化。

例如，中國的土壤學家們認為，紅壤可以形成於各種基岩（其中噴出岩除外）的風化殼上，而磚紅壤或磚紅壤化紅壤則只形成於玄武岩及與其類似之母岩；灰化與非灰化現象的產生取決於其所在地形部位的條件。熱帶黃壤大多看作是風化階段相當於紅壤的隱域性土類，它與紅壤之間的區別是所含鐵化合物的形式不同：紅壤中主要為氧化鐵，黃壤中則主要為水化氧化鐵。

И. П. 格拉西莫夫^[1]認為富鋁化是熱帶土壤形成的基本過程。富鋁化程度取決於富鋁化土層的厚度，根據這一點他分出了兩個基本土組：磚紅壤性土和磚紅壤。後者具有最深厚的分解層。根據格拉西莫夫的意見，認為天然植被的影響表現為通氣性減弱，引起土壤表層變黃和發生灰化。灰化過程似乎是發生於磚紅壤過程之上。

因此，格拉西莫夫根據富鋁化的增長程度，分出了四個風化階段。這四個階段相當於下列的土類：黃-褐-磚紅壤性土或紅壤性土，鐵質磚紅壤性土及磚紅壤性土。

В. А. 柯夫達^[2]認為中國熱帶地區主要土類的土壤是：黃壤、紅壤、磚紅壤性土、磚紅

壤；同樣也有灰化和非灰化之區別，並且指出，應該着重於尋找與其他各國各大陸土壤相似的土壤之間的差異，以便於根據土壤的一般發育規律，更正確地理解它們的本質。

從上面的簡單介紹以及大量的外國文獻中可以看到，關於富鋁化過程在土壤形成中的作用的理解，以及在根據土壤中所進行的並決定着土壤特性的過程來劃分主要土類方面，都還沒有一個較為接近的一致看法。

在這方面，尤其是對於作為獨立土類的紅壤和磚紅壤的理解，以及對生物因素在它們發育中的作用的理解，是很不清楚的。

其中的某些問題就是在後面所要討論的問題，討論的根據是我們在中國廣東、雲南兩省熱帶地區採集的標本¹⁾。

生物因素在土壤形成中的作用

熱帶地區裏，生物因素對成土過程的影響，比之其他地區來，表現得最為強烈，並且是終年累月循環不斷地在進行。這種情況係受氣候特點極為繁複的動植物組成，以及引起非生物環境改變的動植物的生活活動等所決定。這種情況的產生，不僅是植物-土壤體系內物質循環和土壤表層有機質分解產物作用的結果，而且是由於受動植物有機體與空氣之間複雜的相互作用的影響，無土壤的直接參與，而在距離地面不同的高度形成有機質積聚的結果。在這裏我們所指的是附生植物，由於其生活活動的結果，它可以形成特殊的空中土壤形成物，其中積聚有大量豐富土壤的有機質和灰分物質。

表 1 附生植物及其“小筐”的灰分組成(佔烘乾物質的%)

名 稱	灰分	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	MnO	全氮	雜質
齒舌蘭屬附生植物——葉子	12.10	0.82	0.88	0.39	2.98	0.63	1.37	0.14	3.35	0.35	1.12	—
齒舌蘭屬附生植物——幼枝	18.50	9.88	0.09	1.34	4.22	0.52	0.79	0.13	1.13	0.20	1.66	—
厥類附生植物	8.66	0.65	0.04	0.66	2.50	0.51	0.64	0.07	0.53	0.03	2.46	2.35
厥類“小筐”的上部	10.46	1.07	0.08	0.23	1.40	0.18	0.73	0.12	0.75	0.02	0.92	4.54
厥類“小筐”的下部	9.00	1.53	0.09	1.00	1.60	0.38	0.61	0.07	1.09	0.01	2.22	4.04

在這方面，表 1 中灰分組成的分析結果可以提供一些情況。這是樹上的兩個附生植物和枯死了的由附生植物所形成的有機質“小筐”的分析結果。

在後面這類“小筐”裏積聚數量最多的是：Ca、Al、K，在齒舌蘭屬附生植物幼枝裏則為 SiO₂。它們的特點是氮素含量高。

通過這種方式積聚起來的有機質和灰分物質，可以用下面的粗略計算來說明：風乾的“小筐”重量達 3—5 公斤，每公頃約有 300—600 (700) 個。由此可見，在豐富土壤方面，它們所起的作用並不是很小的。這裏需要提醒的是，附生植物本身所需要的灰分物質是靠從空氣中吸取或藉動物的幫助而予以滿足的。

在熱帶樹種的葉子和針葉裏灰分物質和氮素的積聚是多種多樣的，其數量非常可觀(表 2)。一般講，它們的組成與蘇聯森林及森林草原帶橡樹、松樹等樹種的葉子和針葉的組成無多大區別。某些樹種的特點是吸收有大量的灰分物質，其中主要是 SiO₂、SO₃、K₂O

1) 參加調查的有：侯學煜教授和黃瑞采教授，以及何金海、張俊民、鈕季文、趙其國、龔子同、鄒國礎、章啓璠等同志。標本由蘇聯科學院森林研究所森林土壤實驗室及蘇聯科學院土壤研究所土壤化學實驗室分析。

和 MgO 。引入注意的是少數樹種的灰分元素變化很大，而松樹和木麻黃（Казуарина）對灰分元素的需要却很小。松樹針葉灰分組成的重要改變，不僅取決於成土母質的組成，同樣也取決於土壤的片蝕程度（花崗岩上的土壤片蝕最嚴重）。很明顯地，當禾本科植物含有大量的 SiO_2 ，少量的 CaO 、 MgO 及 Al_2O_3 時，熱帶樹木葉子中積聚的 SiO_2 就很少。

表 2 某幾種熱帶植物葉和針葉的化學組成（佔烘乾物的%）

植 物	灰分	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5	K_2O	MnO	全氮
Kaema	7.70	0.71	0.14	0.34	2.43	0.60	1.08	0.10	1.45	0.06	2.48
Dysoxylon	11.19	0.66	0.06	0.34	2.95	1.00	1.00	0.11	3.03	0.16	1.51
Pinus khassia	1.43	0.13	0.04	0.24	0.27	0.18	0.32	0.25	0.40	0.03	1.41
Bruguiera conjugata	10.31	0.19	0.02	0.09	2.48	0.53	1.23	0.24	1.42	0.02	1.71
Rpipremun	15.64	0.54	0.09	0.35	4.87	1.31	0.96	0.19	3.37	0.20	1.94
Koeteleria	6.75	0.36	0.03	1.35	2.05	0.46	0.46	0.08	1.21	0.15	1.07
Arundinella nepalensis	—	3.87	0.10	0.18	0.30	0.31	—	0.09	0.46	痕跡	未測

分析者：И. М. 羅卓諾娃，張文如（譯音）。

樹木凋落部分灰分組成上的這些特點，不可能不影響到它們在土壤中的積聚，即使在大量有機質進入土壤表層、並迅速發生分解和礦化的條件下亦然如此。在灰分物質的積聚方面，熱帶的樹木並不亞於蘇聯境內的樹木。如果考慮到熱帶土壤中像 Ca 、 Mg 、 Si 、 P 這類元素的含量是極低的話，則森林植被選擇能力的意義就將顯得更大。

熱帶各類植物羣系下有機質的進入土壤表層，只是剛開始予以注意。有機質的轉變成腐殖質以及腐殖質的組成，對我們說來還很少研究，也沒有用來作為確定土壤發生上的差異的標誌。而在熱帶各類植物羣系下進入土壤表層有機質，它不僅決定着腐殖層的含量，同時也決定着腐殖質的不同組成，表 3 裏的分析資料可以說明這一點。

表 3 各類植物羣系下熱帶土壤中的有機質分組組成

植 物 羣 系	總 碳 量 (%)	化合物中的碳（佔總碳量的%）						$Cr/C\phi$
		脂蠟碳	脫鈣時 提取的 碳	胡敏酸 的碳 (Cr)	富里酸 的碳 (Cφ)	溶解於 0.1 N H_2SO_4 中的碳	不溶性 殘渣中 的碳	
熱帶原始常雨常綠林（雲南，剖面 24）	1.97	2.0	2.0	24.9	28.4	5.1	37.6	0.87
熱帶原始常雨常綠林，但為落葉林（剖面 30）	2.54	5.1	2.0	24.8	16.5	2.8	48.8	1.50
次生熱帶常雨林（雷州半島，剖面 13）	2.81	3.6	5.7	7.4	32.0	13.2	38.1	0.23
次生松林（剖面 22）	4.56	4.2	2.4	9.2	19.5	3.7	61.0	0.47
紅樹林（海南島，剖面 30）	6.73	8.2	4.2	22.4	22.0	1.6	41.6	1.02
熱帶乾草原（雲南，剖面 21）	1.49	4.0	3.0	31.0	16.8	8.1	37.0	1.84
次生熱帶乾草原（雲南，剖面 26）	3.47	4.0	2.6	27.1	23.7	6.9	35.7	1.14
熱帶草甸乾草原（海南島，剖面 7）	2.34	5.1	5.1	13.3	28.2	9.8	38.5	0.47

這裏我們不預備去詳細討論這些分析資料，只是指出土壤中胡敏酸與富里酸的比率（ $Cr/C\phi$ ）不僅明顯地與形成大羣系（森林，熱帶乾草原，紅樹林）的植被組成有關，同時它也決定於羣系範圍內組成的種屬的變化。例如常綠闊葉林，落葉林和松林之間的差別就表現得很明顯。熱帶乾草原植被下的土壤，其有機質組成也並不一致，其中較為突出的，

是發育於草甸——熱帶乾草原高草植被下的土壤，特點是酸性較大。

受着晝夜潮水漲落影響的紅樹林土壤，其特點是腐殖質積聚強烈，土壤組成不同於其他各類羣系下的土壤。

類似的一些事實說明，就是在熱帶條件下，生物因素同樣可以決定成土過程的方向，其中植被並非間接因素，而是積極因素，它既決定着古代風化壳理化性質的改變，又決定着近代岩石風化壳產物的理化特性。雖然如此，但是植物羣系及其演替對成土作用及土壤演變的影響，是表現為多樣化的，遠非研究者的視野所能全部概括，再加上受已有觀點的影響，即認為在這樣條件下是風化過程壓倒一切，因此將風化過程當作了主導過程。

風化壳的富鋁性及其在土壤形成中的意義

中國熱帶地區的土壤，不僅形成於古代各類岩石風化壳上，同樣也形成於現代的風化壳上。所有土壤，不論其厚薄和年齡長短，都屬於富鋁化土壤。若從粘粒 ($< 1 \mu$) 的全量組成來看，它們的富鋁化程度都很相近(表 4)。

表 4 發育於各類岩石風化壳上的土壤粘粒 (< 0.005 毫米) 分析資料表示的富鋁化程度 (佔粘粒的 %)

土壤, 岩石, 深度及採集地點	深度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	<0.001 毫米的粘粒
1. 玄武岩上(雷州半島, 徐聞)	0—5	28.53	34.10	15.62	1.62	1.41	1.13	67.0
	5—25	28.23	35.58	16.94	1.51	1.30	1.07	66.0
	25—55	28.88	36.06	20.74	1.95	1.36	1.05	77.0
	55以下	29.39	35.48	18.72	1.53	1.40	1.07	—
2. 結晶頁岩上(海南島, 東方)	0—15	39.93	31.08	12.29	0.11	2.18	1.78	13.4
	15—40	40.50	30.57	11.78	0.21	2.25	1.87	22.1
	40—60	40.75	30.92	12.44	0.07	2.24	1.83	24.9
	60—80	40.58	31.03	12.93	0.21	1.83	1.80	27.0
3. 花崗岩上(廣州)	0—20	37.38	36.34	11.28	1.44	1.75	1.47	18.9
	20—45	37.25	36.54	11.54	1.33	1.73	1.45	18.3
	45—100	36.47	36.32	10.95	0.98	1.71	1.46	34.0

儘管玄武岩、結晶頁岩和花崗岩的化學組成顯然不同，但是經過風化後都可以產生幾乎是等量的 Al₂O₃，從這一點來看，可以認為它們是同屬於一個風化階段，而不是分屬於積聚有近似數量高嶺石的幾個風化階段。所以熱帶的各類土壤，比之中國其他地帶的土壤來，它的富鋁化程度最高。

SiO₂、Fe₂O₃ 及 TiO₂ 含量的不同，與其說是決定於風化的程度，不如說是決定於母岩中這些元素的含量。這從粘土礦物的礦物組成中可以找到反映，看來粘土礦物的組成是由母岩的組成繼承來的。

根據差熱分析和 X 光射綫分析資料，發育於前兩類母岩上的土壤的主要粘土礦物為：玄武岩上為高嶺石和明礬石，無定形礦物為水鋁英石和針鐵礦。結晶頁岩上為高嶺石和伊利石，無定形礦物為針鐵礦，石英，白雲母和水鋁英石。

這種粘土礦物組成方面的不很重要的差異，並不能作為劃分土類的依據。不如以土壤中灰分物質和有機質的不同積聚作為根據更為合適，因為上述粘土礦物所具有的理化

特性是不一樣的。

如果認為問題的這樣提法是合理的話，則熱帶土壤的剖面必然將反映出原來的成土層，即具有受生物因素和礦物因素相互作用所決定的土壤組成及理化特性的成土層，以及以礦物因素佔優勢的成土層，而這些礦物因素主要是受風化過程所決定的。這樣的劃分法當然是假設的，但是我們認為，在闡明土壤的發生實質時這樣做是有益的。在深厚的古代紅色風化壳層中，這種情況可以從全量分析的結果觀察出來(表5)。

表5 深厚紅色風化壳上熱帶土壤的全量化學組成(佔烘乾土的%)

剖面編號	母質及採集地點	深度(厘米)	SiO ₂	R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	SO ₃	<0.001毫米的粘粒
13	雷州半島，母質為玄武岩及凝灰—玄武岩風化物	0—10	31.96	47.86	37.61	10.07	0.173	0.201	0.944	0.192	0.281	58.0
		30—40	32.91	47.81	37.73	9.92	0.161	0.197	0.671	0.278	0.428	61.6
		80—90	34.17	50.09	40.04	9.91	0.141	0.164	1.725	0.412	0.455	63.1
		118—132	32.78	53.33	41.62	11.56	0.141	0.179	2.256	0.545	0.461	53.5
		200	31.36	56.06	45.21	10.75	0.097	0.261	無	0.134	0.275	—
		400	32.00	55.58	43.83	11.65	0.092	0.124	0.058	0.179	0.233	69.4
		800	40.89	55.69	44.62	10.78	0.279	0.046	無	0.249	0.221	12.6
		1400	37.55	54.61	42.25	12.13	0.222	0.321	0.119	0.358	0.154	6.09
		1600	38.93	55.65	44.60	10.93	0.122	0.195	0.060	0.281	0.088	27.1
18	昆明，中國科學院雲南植物工作站，母質為玄武岩	0—10	25.48	58.90	41.74	16.98	0.183	無	0.092	0.074	0.105	—
		25—35	29.81	57.74	35.67	18.96	0.107	0.013	0.123	0.103	0.112	—
		50—60	26.15	58.35	39.19	19.01	0.146	0.015	0.088	0.213	0.146	—
		130—140	30.41	58.90	38.78	20.01	0.105	痕跡	0.148	0.184	0.300	—
		160—170	44.41	57.89	39.38	18.44	0.065	痕跡	0.119	0.111	0.182	—
		3—3.5米	28.12	58.21	39.25	18.78	0.179	痕跡	0.222	0.051	0.188	—
		4.5—5.5米	32.08	56.97	37.85	18.84	0.274	痕跡	0.101	0.067	0.239	—
		12米	34.84	54.46	35.86	18.35	0.252	痕跡	0.115	0.082	0.219	—

剖面13中，Ca、MgO、SO₃的淋失表現相當清楚，淋失深度達132厘米，表層(厚10厘米)有P₂O₅和MnO的積聚，淋失深度亦達132厘米。表層90厘米深處SiO₂移動明顯，2公尺深處Al₂O₃的移動也很清楚。整個剖面深達16米，但未發現Fe₂O₃有大的變動。

剖面18中，CaO、MgO、SiO₂、P₂O₅含量和分佈的明顯轉折點是在170厘米深處。Al₂O₃在3.5米深處，Fe₂O₃在140厘米深處的變動也很大。

據我們推斷，上述氧化物的再分佈，是由近代成土作用所引起，後者似乎是發生於古代風化壳之上。此外可以看到剖面13中(採於熱帶次生常雨林下)有較明顯的CaO、P₂O₅和MnO的生物積聚，剖面18中(所在地點森林已全部破壞)則有淋溶現象。

值得指出的是，不僅在上述剖面上，即在所有的熱帶土壤剖面中，鐵的分佈都很穩定，這說明鐵的活動性很小。李慶遠教授認為，熱帶土壤中鐵所起的作用，與黑鈣土中鈣的作用相似。它的保護作用表現為熱帶土壤一般不發生灰化，這一點上面的分析資料已經予以證實。

最後，表4表5的全量分析資料指出了鐵在含量上的重要差別。根據所含鐵的數量或者可以分為兩組：含量較大的為基性母岩，含量較小的為酸性母岩。從顏色來看，前者

爲典型紅色——鐵紅色，後者爲黃紅色——富鋁鐵紅色。關於它們的發生實質，我們將在後面再加以討論，但在這裏需要再次強調指出：不論是土壤的富鋁性，或是粘土礦物組成上的差異，都不能作爲區別熱帶土類的可靠標誌。

熱帶成土作用的一些特點

熱帶條件下成土過程的自然發展，主要決定於森林植被。在各主要森林植被類型下形成的發生土類，即在熱帶常綠雨林，乾旱落葉林，針葉林和紅樹林下形成的發生土類，所具有的灰分物質和腐殖質的生物積聚，以及它們對礦物部分發生的作用是不同的。土類的演變是由於森林砍伐或燒毀後，森林植被演替爲草木——熱帶乾草原植被而引起。當然，在一定條件下熱帶乾草原植被也可能是原生的，這類植被下發育的土壤有其獨立的、與森林無關的發育過程。因此熱帶乾草原土可以假定地分爲原生和次生的兩類，後者在一定程度上保存有前期森林成土階段的特徵和特性。

森林土壤的演變爲熱帶乾草原土壤，只有在森林砍伐後未經過強烈侵蝕的地方才能觀察到。在熱帶條件下，侵蝕是破壞土壤被覆和更新成土過程的最強烈的因素。侵蝕的廣泛發展使主要土類及其演變階段的劃分變得極爲複雜。這在對紅壤成土類型的範圍與內容的理解方面，表現得最爲突出。對紅壤成土類型的理解主要是從土壤的顏色出發，而不是以受一定植被影響的特性爲根據。往往將赤裸的紅色風化壳以及遭受某種程度侵蝕的土壤，不問其過去的成土類型如何，都歸入了這一土類。紅壤的形成與熱帶常雨林並無聯系。它們發育於比較乾旱的條件下。紅壤中的鐵並未經受水合作用，而是處於游離的氧化物狀態，或者與腐殖酸鹽相結合。亞類上的多樣性，係受落葉林和針葉林的作用、以及向熱帶乾草原過渡的草本植被所決定。

黃壤是分佈最廣的主要成土類型，形成於熱帶常綠雨林（次生和原生的）下。其特點是活性棕色腐殖質積聚最多。活性棕色腐殖質與礦物部分的相互作用，決定着氧化鐵的水合作用以及有機質-鐵複合物的含量比較高，所以黃壤中不發生鐵的凝結作用。這也就決定了凡水溶性腐殖質化合物滲入最強烈的部分，其顏色主要爲黃色或橙黃色。黃色層以下是紅色層，爲古代磚紅壤風化壳或較年幼的富鋁化風化壳。黃壤亞類的多樣性，係受熱帶常雨林組成的改變及成土母質所決定。發育於不同高度的黃壤，其特性的表現亦有所不同，這方面還需要進一步研究。

黃壤成土類型是中國熱帶常雨林條件下最具代表性的土類。在我們看來，是屬於原生類型或原始類型。紅壤成土類型則屬於次生類型或黃壤的衍生類型。但是，在某些條件下，例如在落葉林下，也可能是原始的。但無論如何，它總是過渡性的、或是聯系黃壤和熱帶乾草原——褐色紅壤成土類型的土類。熱帶乾草原土類具有森林消失以後的發育特徵，特別是在未經侵蝕的地區，表現最爲明顯。

衆所周知，磚紅壤成土作用（Латеритообразование）表現爲鐵以結核和結皮形式再次積聚於土壤表層，從而引起土壤自然肥力的消失。在中國熱帶地區並未發現有磚紅壤成土作用。其原因之一，可能是因爲熱帶土壤自從農業開發後就發生了強烈的侵蝕。因此，處於可能發生的磚紅壤成土作用初期階段的土壤，經常被沖走了。

紅樹林下發育有特殊的成土類型，它是在潮水漲落的條件下形成的。在其發育中起

主導作用的是一晝夜間的兩次潮水交替。因此海水成了既直接又間接的成土因素。所謂間接作用，是指植物由海水獲得灰分物質，凋落以後，重新又歸還海水。所以，紅樹林下的物質循環是很特殊的，除了土壤和植物外，還有海水的參與。就在漲潮的時候，在飽和土壤和動物的參加下，紅樹林下仍然發生着強烈的腐殖質形成作用，並且是以強烈的潛育過程及活性鐵化合物的積聚為背景的。

熱帶主要土類概述

前面談到的熱帶主要土類的基本發育規律，及其與植被類型和植被演替之間的聯系，可以從土壤的礦物組成和有機質組成中找到明顯的反映。

熱帶常雨林黃壤的特點是(表 6)，粘粒(大概是高嶺土組成的粘粒)向下移動明顯，因為分析結果表明，全量 Al 和活性 Al(按索柯洛夫法)的含量都有增高。鐵的總含量的移動表現非常弱，活性鐵(按基爾薩諾夫法)則積聚於表層。

土壤中 Ca、Mg 的含量總的來講都很低，在 10 厘米厚的表層中則有再次積聚現象，這從表層中 Ca、Mg 全量和代換性 Ca、Mg 的增加以及代換性 H 的減低可以觀察出來。代換性 H 含量的隨深度而增加，說明土壤溶液向下移動佔有優勢。這從下面的事實可以得到證實：表層 25—40 厘米深處 SiO_2 含量略有增高，富里酸量多於胡敏酸，富啡酸含量隨深度而增加，Cr/C ϕ 比率降低。

土壤反應雖為酸性，但上述淋溶作用並未引起灰化現象。表 4 NO. 1 分析資料說明，粘粒雖有移動，但未遭破壞。

土壤礦物部分組成的差異受基岩類型所決定，腐殖質組成的差異則受地表森林性質所決定。防止磚紅壤化過程發展的生物積聚，其差異亦同樣受上述兩因素所決定。發育於玄武岩風化壳上的土壤並無磚紅壤化過程表現，而玄武岩風化壳通常是列為磚紅壤的。

紅壤與黃壤的區別是，前者成土作用涉及之土層具有明顯的殘積性(Элювиرو-ванность)。其表現為 SiO_2 、 R_2O_3 、CaO 和 MgO 向下移動明顯(表 5 剖面 No. 18, 表 7 剖面 No. 22)，同時伴隨有粘粒移動(表 7)，並形成淀積層，這種情況係受腐殖質的組成所決定。

雲南松樹林下的土壤(表 7, 剖面 No. 22)，“胡敏素”及富里酸佔有優勢，富里酸含量隨深度而增加。落葉林下的土壤(表 7, 剖面 No. 30)，則以胡敏酸佔優勢，因此 Cr/C ϕ 的比率有顯著改變。

灰化過程的特徵和特性，與腐殖質組成上的這種差異有關係，在松樹林下的紅壤中，灰化過程表現為(表 7, 剖面 No. 22)4—12 厘米深處 SiO_2 含量增高，直接位於森林枯枝落葉層下土層中的 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、CaO、MgO 含量較低。這在交換性陽離子的組成方面表現特別明顯：在松樹林下，在 2—4 厘米表層中，Ca、Mg 的生物積聚微弱， H^+ 佔有優勢；在橡樹林下，Ca，特別是 Mg 的積聚表現明顯， H^+ 的含量減少；在落葉林下，尤其是在橡樹林下，在 H^+ 含量減低的情況下，代換性 Ca^{++} 、 Mg^{++} 含量進一步增高。活性 Al、Fe 的含量與黃壤相比顯著增高。Al、Fe 活性的增高，不僅取決於森林植被，同樣也取決於成土母質的組成。

表 6 熱帶常雨林下黃壤的分析資料

土壤及採集地點	深度 (厘米)	腐植質 1000V 型 1000V 型	腐植質 (%)	pH (水提取液)	全量 (佔烘乾土的%)					代換性陽離子 (毫克當量)			活性 Al... Fe...	腐植質分組組成 (佔總碳量的%)				C ₀ /C ₁
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Ca...	Mg...	H...		胡敏酸 (Cr)	富里酸 (Of)	0.05NH ₄ SO ₄ 中對水不溶C	有機質中 不溶C	
紅色花崗岩風化 壳上的黃壤, 海 南島, 海拔 700 公尺(剖面 4)	2—8	24.5	3.62	5.43	66.52	16.29	2.09	0.71	0.15	3.39	3.39	0.50	7.28	13.2	31.1	8.9	38.4	0.42
	15—25	32.5	2.32	4.87	65.52	17.80	2.12	0.57	0.31	0.69	1.76	1.64	4.09	10.2	31.5	9.3	36.1	0.32
	45—55	39.0	1.98	4.88	58.65	22.46	2.84	0.86	0.54	0.70	1.82	2.24	4.76	8.4	32.6	10.9	34.9	0.26
	85—95	37.6	1.61	4.85	59.45	19.65	2.47	0.96	0.30	0.45	1.14	2.40	3.34	—	—	—	—	—
	130—140	30.0	—	4.79	61.09	24.44	1.75	1.27	0.37	0.45	1.14	2.20	3.79	—	—	—	—	—
紅色砂岩風化壳 上的黃壤, 雲南, 海拔870公尺(剖 面24)	2—10	16.7	5.29	5.01	88.64	6.19	1.92	0.12	0.61	2.54	1.90	3.10	7.54	24.9	28.4	5.1	37.6	0.87
	15—25	15.0	1.61	4.84	88.09	6.24	2.02	0.12	0.64	0.40	0.80	2.70	3.90	28.5	22.7	7.1	32.1	1.26
	30—40	—	0.94	4.69	87.08	7.68	2.23	0.05	0.58	0.81	0.41	4.10	5.32	21.2	30.7	7.7	30.8	0.69
	45—55	27.2	0.79	4.55	81.01	10.83	3.44	0.03	0.48	0.41	0.41	4.20	5.02	—	—	—	—	—
	60—70	—	0.69	4.63	74.35	12.70	3.44	0.03	0.36	0.81	無	4.00	4.81	—	—	—	—	—
	80—90	30.0	0.50	4.48	78.79	12.44	3.84	0.03	0.32	0.41	0.20	4.21	4.82	—	—	—	—	—
	100—110	31.5	0.28	4.60	78.58	12.72	3.86	痕跡	0.29	0.21	0.36	3.50	4.07	—	—	—	—	—

分析者: B. C. 福洛娃, E. A. 庫茲米娜, A. K. 阿列希娜, Л. Ф. 索柯洛夫, H. A. 符茲努茲達耶夫。

表 7 松樹林與闊葉樹林下紅壤性土壤及紅樹林下粘泥沼澤土的分析資料

土壤及採集地點	深度 (厘米)	腐殖質(%)	pH (水提取液)	全量(%)					代換性陽離子 (毫克當量)			陽離子總量 (毫克當量)	活性		腐殖質分組組成 (佔總腐殖質的%)				Ct/Cp	採集深度 1000>
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Ca...	Mg...	H...		Al...	Fe...	(Ct)腐殖酸	(Cp)胡敏素	0.05NH ₄ SO ₄ 中的水溶性C	非水溶性C 中的水溶性C		
松樹林下紅色頁岩 風化壳上的紅壤 (剖面22)雲南	2—4	5.46	4.53	65.97	13.03	4.31	0.15	0.35	2.71	1.67	8.50	12.88	4.31	14.84	9.2	19.5	3.7	61.0	48.0	
	4—12	2.69	4.79	67.51	15.92	5.06	0.15	0.47	1.03	0.20	3.54	4.77	4.54	13.03	12.0	21.9	3.3	53.5	60.1	
	17—27	1.25	4.67	61.73	20.63	4.75	0.18	1.03	0.41	0.41	3.73	4.55	4.48	14.81	10.4	23.0	4.6	47.1	64.2	
	40—50	0.96	4.60	—	—	—	—	—	0.41	0.10	4.00	4.51	4.77	8.30	—	—	—	—	71.56	
橡樹林下砂岩上的 紅色土(剖面25) 雲南	3—9	2.65	5.32	—	—	—	—	—	1.41	5.80	無	7.21	0.28	105.20	—	—	—	—	—	
	10—15	1.10	4.91	—	—	—	—	—	0.41	1.22	3.80	5.43	2.72	119.00	—	—	—	—	—	
	20—30	0.68	4.95	—	—	—	—	—	0.40	1.02	4.30	5.72	4.62	88.90	—	—	—	—	—	
	42—52	0.22	4.88	—	—	—	—	—	痕跡	1.00	2.02	3.02	2.24	15.84	—	—	—	—	—	
落葉林下砂岩上的 紅色熱帶乾草原 林土(剖面30)雲南	2—7	4.15	4.81	—	—	—	—	—	3.34	1.14	5.32	9.80	2.03	17.92	24.8	16.5	2.8	48.8	1.50	
	7—16	1.67	4.79	—	—	—	—	—	1.02	1.33	3.62	5.97	3.64	17.19	29.3	23.9	3.3	33.8	1.22	
	20—27	1.70	4.84	—	—	—	—	—	0.60	1.21	3.00	4.81	3.18	15.22	—	—	—	—	—	
	48—57	1.13	4.86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9.23	—	—	—	—	—	
紅樹林下的粘泥沼 澤土(剖面11)	0—10	3.13	4.45	—	—	—	—	—	1.35	2.91	1.61	5.87	0.26	85.41	—	—	—	—	—	
	15—25	3.05	4.21	—	—	—	—	—	1.35	6.31	2.00	9.66	0.32	107.93	—	—	—	—	—	
	40—50	0.32	4.43	—	—	—	—	—	2.70	8.09	1.94	12.73	0.45	74.30	—	—	—	—	—	
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
紅樹林下的粘泥沼 澤土(剖面10)	0—15	5.39	5.72	—	—	—	—	5.74	13.54	5.60	24.88	3.25	252.40	22.4	22.0	1.6	41.6	1.0	16.90	

分析者：B. C. 福洛娃 A. K. 阿列希娜, E. A. 庫茲米娜, A. Ф. 萊柯洛夫。

表 8 熱帶乾草原植被下褐色紅壤的分析資料

土壤及採集地點	深 度 (厘米)	腐殖質 (%)	pH (水提 取液)	代換性陽離子 (毫克當量)			腐 蝕 片 (腐 蝕 片 總 量)	活 性		腐殖質分組組成 (佔總腐殖質的%)				Cr/Cd	腐蝕片總量 100.0>
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺		Al ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	胡敏酸 (Cr)	富里酸 (Cd)	腐蝕片總量 100.0>	腐蝕片總量 100.0>		
褐色熱帶乾草原土 (原生), 雲南 (剖面 21)	0—10	2.61	5.89	4.87	3.25	無	8.12	0.07	5.53	31.0	16.8	8.1	37.0	1.84	21.4
	20—30	1.05	5.43	3.04	0.41	無	3.45	0.09	6.77	28.0	14.0	8.0	36.0	2.00	27.7
	40—50	0.38	4.91	5.07	痕跡	無	5.07	1.75	10.04	20.0	24.0	4.0	36.0	0.84	30.8
	70—80	0.20	4.70	1.42	0.20	2.07	3.69	2.36	9.45	—	—	—	—	—	33.4
森林砍伐後的褐色 紅壤, 雲南(剖面26)	0—4	5.55	5.02	2.72	1.44	4.43	8.14	1.67	15.46	27.1	23.7	6.9	35.7	1.14	28.4
	5—13	5.14	4.81	0.83	2.70	8.32	11.85	2.69	9.28	25.1	24.2	7.1	37.1	1.04	33.5
	15—25	3.13	4.79	0.61	0.40	4.25	5.26	2.75	12.58	26.2	23.3	7.9	34.2	1.13	39.4
	30—40	1.27	4.81	0.40	0.20	2.40	3.00	5.34	8.30	18.3	29.0	9.7	34.4	0.63	—
	50—55	0.47	4.72	0.20	0.20	2.00	2.40	2.34	6.50	—	—	—	—	—	42.4
	70—80	0.39	4.77	痕跡	痕跡	1.23	1.23	2.19	5.88	—	—	—	—	—	—
熱帶草甸乾草原土 (暗色), 海南島 (剖 面 5)	0—10	5.06	4.95	0.90	3.38	4.00	8.28	1.36	17.58	20.1	21.4	2.0	49.6	0.85	18.9
	12—22	3.02	4.81	1.02	0.33	4.00	5.35	2.28	15.62	20.6	20.6	3.2	45.3	1.00	23.7
	30—40	2.34	4.81	0.45	1.35	3.00	4.80	2.34	16.32	—	—	—	—	—	26.1
	50—60	1.50	4.96	0.68	2.03	2.00	4.71	2.00	7.86	—	—	—	—	—	38.3
	75—85	1.44	5.08	1.02	1.00	2.00	4.02	1.82	6.40	—	—	—	—	—	37.5

分析者: B. C. 福洛娃 E. A. 庫茲米娜, A. K. 阿列希娜, H. A. 符茲努茲達耶夫, Л. Ф. 索柯洛夫。

因此，紅壤成土類型與黃壤顯然不同，其特點是膠體部分的活性大，因之有淋溶過程的表現，並伴隨有熱帶乾草原性質的生物積聚現象。只是在松樹林下的紅壤，確定有灰化作用，這說明松樹林下的灰化過程，並非受地帶性植物生長條件所決定。下面擬分出三個紅壤亞類：

1. 松樹林下的灰化紅壤。
2. 橡樹林下的強烈淋溶紅色土。
3. 落葉林下的次生飽和紅色土（熱帶乾草原森林土）。

褐色紅壤土類（表 8）的特點是，同時發生有兩個相反的過程——淋溶和積聚（包括生物積聚和熱力積聚）。

淋溶現象表現為活性 Al 含量隨深度增高（表 8），富里酸的情況亦然如此。熱力積聚表現為活性鐵向表層上昇。生物積聚可以由腐殖質層中代換性 Ca、Mg 的增高觀察出來。

在腐殖質組成方面，與上述土類不同的地方是胡敏酸佔有優勢，水解性化合物含量增高。其特點是 Cr/C_h 的比率為 1—2，這與蘇聯境內的灰色森林草原土及暗灰色森林草原土相似。粘粒淋洗現象在很深的地方還表現得很明顯，但並未引起灰化特徵的出現。同時，在森林砍伐後的次生熱帶乾草原土中（剖面 No. 26 及剖面 No. 5），代換性 H⁺ 的含量較高，特別是在腐殖質層裏；我們認為這與水分的大量滲入以及 Ca 的不飽和有關。

原始熱帶乾草原土（剖面 No. 21）中代換性 H 只出現於代換性 Ca 佔優勢的底層，說明了酸性成土產物的向下淋洗。

這類土壤擬分為三個亞類：

1. 褐色紅壤。
2. 暗色紅壤（草甸紅壤）。
3. 褐色熱帶乾草原土。

前兩個亞類形成於森林砍伐後的次生熱帶乾草原植被下。它們的特點是，在不同的水份條件下都具有由黃壤演變來時殘留下來的鹽基不飽和現象。

第三個亞類——褐色熱帶乾草原土，它代表着原始熱帶乾草原或次生熱帶乾草原，與前兩個亞類相比，受次生熱帶乾草原作用的時間更長。

紅樹林土（表 7，剖面 No. 10 和 11）為特殊的粘泥沼澤形成物。其特點是腐殖質含量較高，腐殖質組成中的胡敏酸與富里酸含量相等。化學組成方面的主要特徵是代換性 Mg 佔優勢，活性鐵的含量特別高，而活性 Al 的含量却很低。雖然海水為鹼性，但土壤却具酸性反應。這類土壤間的差異係受水質所決定。剖面 No. 10 的所在地點，主要受海水浸淹，剖面 No. 11 則受混合的河、海迴水所淹漫。所以前者代換性 Mg 較多，活性鐵的含量較高，後者中則低的多。

*

*

*

根據上面對一些熱帶土類和其發生的分析，可以作出如下的主要結論：紅色風化殼的風化和形成情況雖然較為特殊，但其成土作用主要仍受植被組成——森林植被和熱帶乾草原植被——所決定，在森林植被及熱帶乾草原植被範圍內，則受植物羣系，植物類型，以

及森林砍伐和燒毀後發生的植物演替所決定。

同時,有機質的組成,以及有機質分解產物與礦物部分相互作用的性質,是決定成土作用變化的主要因素之一。它們決定着土類和亞類的不同特徵。這樣的研究熱帶土壤的觀點,可以更深刻而又客觀地揭示出土壤發育與土壤演變的實質及其基本規律。

(陳恩健譯)

參 考 文 獻

- [1] Грeаисмов И. П., Главные генетические типы почв Китая и их географическое распространение. Почвоведение № 1, 1958.
- [2] Ковда В. А. и Кондорская Н. И., Новая почвенная карта Китая. Почвоведение № 12, 1957.
- [3] Lee Chiang-kwei and Chang Shio-ni, Chemical characteristics of red soils in China. Peking, China, 1956.